



研究ノート 阿武隈山地の野外風化実験サイトにおける風化環境

著者	八反地 剛, 秋山 沙苗, 松倉 公憲
雑誌名	筑波大学陸域環境研究センター報告
巻	11
ページ	21-27
発行年	2010-12
URL	http://doi.org/10.15068/00147150

阿武隈山地の野外風化実験サイトにおける風化環境

Environmental Conditions of Field Experimental Sites for Rock Weathering in the Abukuma Mountains

八反地 剛*・秋山 沙苗*・松倉 公憲**

Tsuyoshi HATTANJI*, Sanae AKIYAMA* and Yukinori MATSUKURA**

1 はじめに

岩石の風化速度の解明は地形変化を予測する上で重要である。たとえば基盤岩石の風化速度は風化土層の形成速度をコントロールすることで、崩壊による斜面発達に大きな影響を及ぼしている(飯田・奥西, 1979; 松倉, 2008)。ところで岩石の風化機構は物理的風化から化学的風化まで多種多様であり, 岩石物性のほか気候・水文条件などの風化環境の影響を受ける。周水河環境下や岩石海岸など, 比較的シンプルな風化環境下における岩石の風化速度の研究はすすんでいるものの(Matsuoka, 1990; 高橋ほか 1993 など), 湿潤森林山地における岩石の風化速度に関する研究はあまり進んでいないようである。土層形成速度に関する研究については, 年代が既知の崩壊地における土層形成に関する研究(Wakatsuki and Matsukura, 2008)や, 宇宙線生成核種年代測定法を利用して尾根部の土層形成速度を明らかにする研究(Heimsath *et al.*, 1997)などがある。しかし, これらの場合, 直接的に岩石の風化速度を計測しているわけではないため, いくつかの問題を含んでいる。

岩石の野外での風化速度を類推する方法として, 岩石物性や環境条件をあらかじめ設定する野

外風化実験という手法があり(松倉・八反地, 2006), この方法は前述の問題を解決する糸口になる可能性がある。近年筆者らは阿武隈山地の花崗閃緑岩を基盤とする斜面において野外風化実験を継続しており, すでにその成果を逐次報告してきた(Matsukura and Hirose, 1999; 松倉・八反地, 2006; Matsukura *et al.*, 2007; 八反地・松倉, 2007)。筆者らによる野外風化実験は8種類の岩石タブレット(花崗岩, 花崗閃緑岩, ハンレイ岩, 石灰岩, 流紋岩, 安山岩, 凝灰岩, 結晶片岩)を4つの環境条件下(地上, 不飽和土層中深さ15 cm, 不飽和土層中深さ60 cm, 飽和土層中)に設置し, その重量減少から風化速度を見積もるというものである。Matsukura *et al.* (2007)は飽和土層を除く3つの環境条件下の石灰岩を除く7つの岩種において, 易風化指数の増加とともに風化速度が増加することを明らかにした。このことから, 飽和土層を除く3つの環境条件において基本的に物理的風化が卓越することが示唆されている。しかしながら, 現状では現地の環境条件が十分に把握されておらず, 地温, 水分条件, 二酸化炭素濃度の具体的な情報が不明であるため, 環境条件と風化速度の関係が十分に議論されていない。そこで, 2008年10月より気温・地温の連続観測と二酸化炭素濃度の定期測定, および寒冷期

* 筑波大学大学院生命環境科学研究科

** 筑波大学名誉教授

における凍結状況の調査を行った。本稿ではその結果を報告する。なお、同時に土壌水分の連続観測も実施しているが、その結果については別稿で報告する予定である。

II 観測方法

観測対象地は、阿武隈山地中部の羽山山腹に位置するタブレット野外風化実験サイトである。岩石タブレットの設置個所は、前述のとおり地上、不飽和土層中の深さ 15 cm、飽和土層中の深さ 60 cm、飽和土層中の 4 か所である。実験の詳細については既報（Matsukura and Hirose, 1999；松倉・八反地，2006；Matsukura *et al.*, 2007；八反地・松倉，2007）に詳述しているので、ここでは省略する。観測対象斜面は標高約 660 m にあり、角閃石黒雲母花崗閃緑岩を基盤としている（久保ほか，2007）。植生はおもに植林のスギである。観測対象斜面の西南西約 6 km に位置するアメダス気象観測点「小野新町」の平年値（1979～2000 年）によると、年平均気温は 10.3℃、1 月の日最低気温の平年値は -5.1℃、8 月の日最高気温の平年値は 27.6℃である。年降水量は 1232 mm であり、このうちの約 40% は 7 月から 9 月に集中する。冬季は比較的降水が少ないが、その多くは雪と考えられる。

温度の通年観測は 2008 年 10 月 27 日に開始した。タブレットの設置個所の代表的な位置、すなわち地上約 5 cm、不飽和土層中の深さ約 15 cm と深さ約 60 cm、飽和土層の地中深さ約 5 cm にモールド型温度センサーを設置し、データロガーにより 30 分毎に温度変化を記録した。同時に土壌空気中の採取管を不飽和土層中の深さ 15 cm と 60 cm に設置した。この採取管を用いて、4 月から 11 月までは 1～2 か月ごと、それ以外の冬季期間中は 2 月中に 1 回現地に行き、二酸化炭素濃度を直接測定した。ガステック社の吸引機を用いて土壌空気 100 cc を検知管（2 L または 2 LL）

に導入することで測定した。まれに土壌水分が高い場合は、検知管に水が浸入し測定できないことがあった。そのような場合は、吸引機と土壌採取管の間に 200 cc のフラスコを設置し、ハンドポンプでフラスコ内部を十分減圧した後土壌空気を土壌水とともにフラスコに導入し、その内部の気体をガステック吸引機により 100 cc 採取し測定を行った。

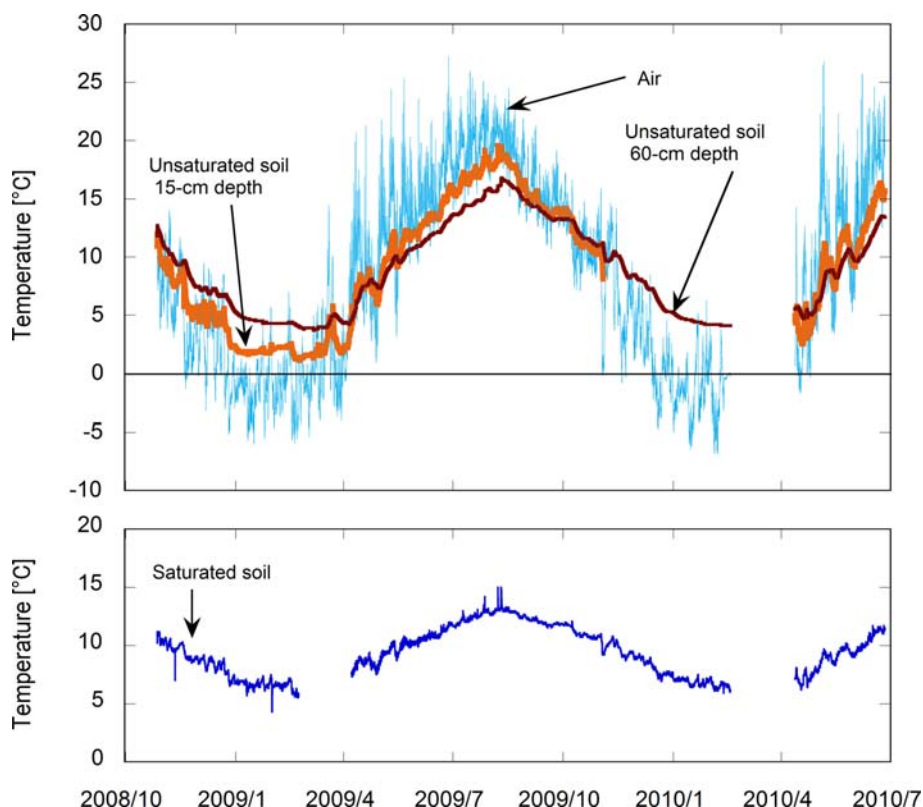
また、二酸化炭素濃度の現地測定の際に、タブレットの状況を肉眼で観察した。特に地上のタブレットについては塩類の析出の有無や、飽和土層においては流水の有無について観察を行った。

III 結果

1. 地温

2008 年 10 月 27 日から 2010 年 6 月 26 日の期間中の気温（地上約 5 cm）、不飽和土層の地中深さ約 15 cm と深さ約 60 cm の地温、飽和土層中の地温の計測結果を第 1 図に示す。期間中グラフのない部分是不慮の事故や操作ミスなどによる欠測期間である。地上の気温は日周期性の大きな変動がみられる。12 月から 3 月にかけては夜間ないし一日中氷点下に達しており、最も気温が低い時期には -7℃ に達した。一方、深さ 15 cm では 2℃ 程度まで低下するものの、この 2 回の冬季期間中に氷点下に達することはなかった。深さ 60 cm では 4℃ 程度までしか低下しなかった。夏季、地上の気温は最大 25℃ 程度まで上昇した。地中の深さ 15 cm では最大 19℃ 程度、深さ 60 cm では最大 17℃ 程度まで上昇した。飽和帯では地下水流の影響を受けていると思われ地温変動がもっとも小さく、夏季は 14℃、冬季でも 6℃ 程度であった。

冬季、凍結がどの程度進行しているか確認するため、もっとも地温が低下する 2 月中旬から下旬にかけて（2009 年 2 月 22 日午前 10 時、2010 年 2 月 17 日午前 10 時）現地踏査を行い、不飽和



第1図 風化実験サイトにおける温度変化（2008年10月～2010年6月）

土層のタブレット設置地点の側方約1 mの地点で地表面から15 cm程度の深さまで掘削し、断面の観察を行った（第2図）。2009年の調査では積雪深が1 cm程度と薄く、地表では霜柱も観察された。積雪層のすぐ下のA層には、厚さ2～5 cmにわたって凍結層（アイスレンズ）も観察されたが、タブレットを埋設している深さ15 cmまでは及んでいなかった。2010年の調査では積雪深が15～20 cmと厚く、この積雪層の下は未凍結で水分を多く含んだ状態であった。

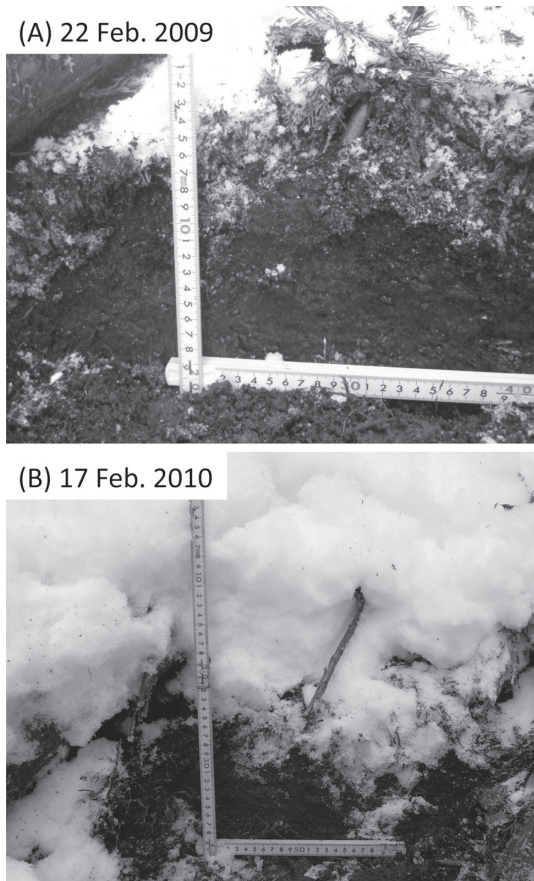
2. 二酸化炭素濃度

不飽和土層の2深度（15 cmと60 cm）における二酸化炭素濃度の測定結果を第3図に示す。深さ15 cmでは夏季に0.3%まで濃度が上昇し、深さ60 cmでは最大2.2%まで上昇した。一般的に

は、夏季に生物活動が活発化し、微生物による有機物の分解や植物根の呼吸による二酸化炭素の放出により、土壌中の二酸化炭素濃度が増加すると考えられており、本計測結果もこの考えで説明される。ただし、深さ15 cmでは有機物が多いものの通気性も良く、低濃度の大気（二酸化炭素濃度0.03～0.04%）と空気が交換しやすいため、そこでは深さ60 cmよりも二酸化炭素濃度が低いと考えられる。二酸化炭素濃度が最大となる時期は、いずれの深さでも8月下旬であり、気温が最大となる7月下旬から8月上旬よりはやや遅れている。

3. その他の観察項目

二酸化炭素濃度測定の際に肉眼で現地の状況を観察した。地上のタブレットについては特に塩類



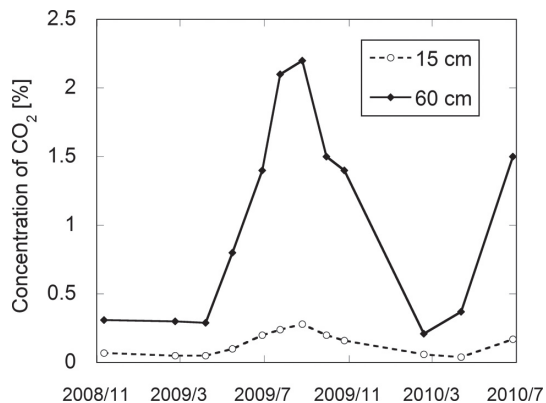
第2図 寒冷期における積雪および地中深さ約20 cmまでの凍結の状況 (A: 2009年2月, B: 2010年2月)

が析出している様子は見られなかった。また、飽和土層における流水は降雨量の少ない冬季でも涸れることはなかった。前述の通り2月の測定の際、斜面上には積雪が見られたが、飽和土層の周辺では6℃以上の温度を持つ地下水の流出により積雪は融解していた。

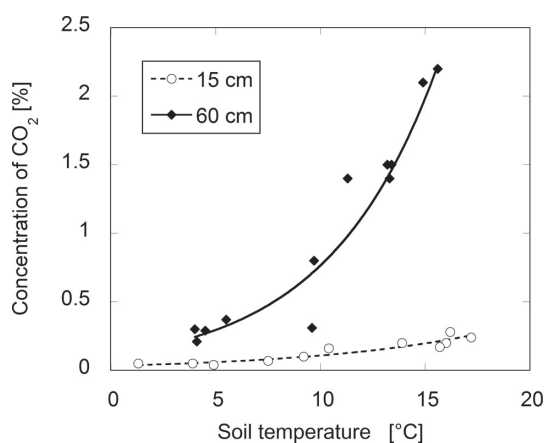
IV 考察

1. 地温と二酸化炭素濃度との関係

不飽和土層の2深度(15 cmと60 cm)における地温と二酸化炭素濃度の関係を第4図に示す。いずれの地点においても地温が上昇するととも



第3図 不飽和土層中の二酸化炭素濃度の季節変化



第4図 土層中の二酸化炭素濃度と地温の関係

に、二酸化炭素濃度が指数関数的に上昇する傾向を読み取ることができる。同様の傾向は八ヶ岳演習林で二酸化炭素濃度の通年観測を行った Hamada and Tanaka (2001) においても指摘されている。この傾向をもとに、連続観測可能な地温データから地中二酸化炭素濃度をある程度推定することが可能であろう。

2. 物理的風化作用

温度観測の結果(第1図)から、地上のタブレットは凍結融解による風化作用を受けると考えられる。Matsuoka (1990) は、岩石が凍結により破碎するためには-2℃から+2℃の温度変化が有

効であるとし、この範囲の温度変化の繰り返しを有効凍結融解サイクル (Effective freeze-thaw cycles) と定義している。地上の気温の凍結融解サイクルをカウントしたところ、2008/2009 年の冬季は 14 回、2009/2010 年の冬季は 2010 年 2 月 17 日までに 6 回であった。2009/2010 年の冬季は 2 月 17 日以降欠測のため、シーズン全体の正確な回数は不明であるが、2008/2009 年のシーズンの 2 月 17 日までの凍結融解サイクルが 7 回であったことを考慮すると、同程度の凍結融解サイクルが生じたと考えられる。凍結風化が発生するためには水分の存在が必要不可欠である。実際には現地に積雪があり (第 2 図)、それが融解することにより岩石中に水分が供給されるため、凍結融解の繰り返しによる岩石の破壊は十分起こりうる。ただし、岩石タブレットは比較的亀裂が少ないものを選定しているため、実際にはタブレットのエッジ部分での破壊や表面付近の破損などに影響を与えていると考えられる。一方、不飽和土層の深さ 15 cm や深さ 60 cm や飽和土層では凍結自体が生じていないため、これらの深度に埋設したタブレットは凍結風化の影響を受けず、地上と比較すると物理的風化作用の影響は小さなものになると考えられる。

凍結風化以外の物理的風化作用として、塩類風化、乾湿風化などが考えられる。地上のタブレットについて肉眼で観察した限りでは塩類の析出は見られなかった。化学分析による裏付けはないものの、塩類風化については大きな影響は無いと考えてよいであろう。また、乾湿風化については、土壌水分量のデータが得られた段階で、別稿にて議論する予定である。

3. 化学的風化作用

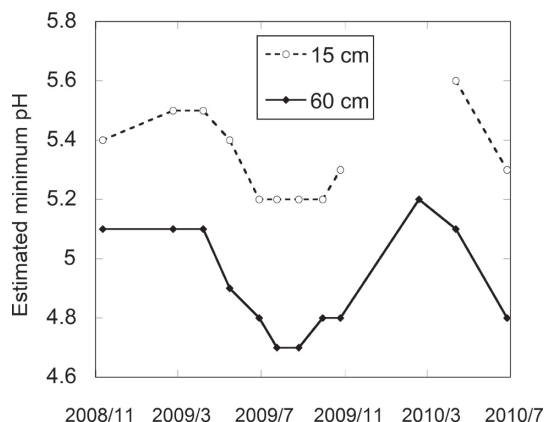
化学的風化作用は水と岩石タブレットが接触することにより進行するため、土壌水分量のデータが最も重要であるが、本稿では水分量以外に化学的風化に影響する要因として、二酸化炭素濃度の

影響について検討する。二酸化炭素は水に溶解すると炭酸となり、その水の pH は低下する。pH の低下は、石灰岩などの炭酸塩岩の溶解や他の鉱物中の Ca, Na などの陽イオンの溶出を促進する。土壌中の微生物活動等で生産された高濃度の二酸化炭素が、地中に浸透した雨水に溶解すれば、pH が低下すると考えられる。そこで、仮に土壌空気中と同じ二酸化炭素濃度条件下に純水を置き二酸化炭素が十分溶解した場合の pH を、濱田・田中 (2002) に提示される以下の式により計算した。

$$\text{pH} = \frac{k_0 + k_1 - \log p\text{CO}_2}{2} \quad (1)$$

ここで、 $k_0 = -\log \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3^*]}{p\text{CO}_2}$, $k_1 = -\log \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3^*]}$ である。これらの定数は、二酸化炭素の水への溶解による炭酸の形成とその解離に関する平衡定数であり、温度に依存する。また、(1) 式では $[\text{HCO}_3^-] = [\text{H}^+]$ を仮定している。この仮定は CO_3^{2-} や OH^- の濃度が極めて小さい条件 ($\text{pH} < 5.6$) において成り立つものである。(1) 式を用いて pH 値を計算するには、まず既存の文献 (本研究では Ford and Williams (2007) の Table 3.6 を参照) より、二酸化炭素濃度測定時の地温から平衡定数 k_0, k_1 を計算する。次に、測定した二酸化炭素濃度 (体積 %) を分圧に換算し、平衡定数の値とともに (1) 式に代入することで、各地点の pH の理論値を求めることができる。ただし、現実には土壌中の鉱物等の陽イオン交換、すなわち土壌中の鉱物の化学的風化等により、土壌水の pH は上記の計算値より高い値を示すことを留意する必要がある (濱田・田中, 2002)。そこで本研究では (1) 式で計算した値を最小 pH 値と呼ぶことにする。

各測定における計算結果を第 5 図に示す。不飽和土層深さ 15 cm の 2010 年 2 月のデータについては、センサーの不調により温度が欠測だったため、ここでは計算していない。よると、夏季、最



第 5 図 二酸化炭素濃度から推定した地中水の pH の最小値

小 pH 値は低下し、冬季に上昇する傾向が得られた。深さ 15 cm では二酸化炭素濃度が低いため、最小 pH は 5.6 程度の値をとるが、深さ 60 cm では二酸化炭素濃度が高く、最小 pH 値が 4.7 程度まで低下しうることが推定される。前述の通り、ここで計算した pH 値は理論最小値である。この値まで低下するのは、夏季、高濃度の二酸化炭素環境である条件下に、雨水がすばやく浸透し、かつ陽イオン交換が進行していないような理想的な条件に限られる。このような制約はあるものの、深さ 60 cm に埋められたタブレットは、深さ 15 cm のタブレットに比べて化学的風化が促進しやすい環境にあることが指摘できる（第 5 図）。特に酸に対する抵抗力の小さい石灰岩はその影響を受けやすいと考えられる。実際にどの程度化学的風化を進めるポテンシャルがあるかについては、土壌水分の観測結果を含めて検討する必要がある。

V おわりに

本研究では、阿武隈山地のタブレット野外風化実験サイトにおける風化環境を把握することを試み、地温と二酸化炭素濃度に関するデータについて簡単に報告した。観測の結果、(1) 地上では凍

結風化が十分に作用する環境にあること、(2) 不飽和土層中の 2 深度と飽和土層中では凍結風化の影響はないと考えられること、(3) 土壌中の二酸化炭素濃度は深さ 60 cm のほうが深さ 15 cm よりもかなり高く、土壌中の pH をより低下させている可能性があることが明らかとなった。

今後、土壌水分変動の観測結果を解析し、乾湿風化あるいは化学的風化に対する影響を明らかにするとともに、岩石の重量減少速度データと対応させることで、これらの風化環境が 8 種類の岩石の風化速度にどのように影響しているかについての考察を深めたい。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金（若手研究 B、課題番号 20070668）「風化・侵食速度が山地小流域の水文地形プロセスにおよぼす影響」（代表：八反地 剛）の補助を受けて実施した。

文献

- 飯田智之・奥西一夫（1979）：風化表層土の崩壊による斜面発達について。地理学評論，**52**，426-438。
- 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・中江 訓・高橋浩・利光誠一・坂野靖行・宮地良典・高橋雅紀・駒澤正夫・大野哲二（2007）：20 万分の 1 地質図幅「白河」，産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 高橋健一・松倉公憲・鈴木隆介（1993）：海水飛沫帯における砂岩の侵食速度：日南海岸・青島の弥生橋橋脚の侵食速度。地形，**14**，143-164。
- 八反地 剛・松倉公憲（2007）：石灰岩タブレットを用いた野外風化実験：水質が風化速度に与える影響。筑波大学陸域環境研究センター報告，**8**，41-47。

- 濱田洋平・田中 正 (2002): tensionic 法を用いた土壌水の pH 測定. 水文・水資源学会誌, **15**, 594-604.
- 松倉公憲 (1994): 風化過程におけるロックコントロール: 従来の研究の動向と今後の課題. 地形, **15**, 202-222.
- 松倉公憲 (2008): 「地形変化の科学 ―風化と侵食―」 朝倉書店, 242p.
- 松倉公憲・八反地 剛 (2006): タブレット野外風化実験にまつわるいくつかの問題点. 筑波大学陸域環境研究センター報告, **7**, 41-51.
- Ford, D. and Williams, P. (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, Wiley, 562p.
- Hamada, Y. and Tanaka, T. (2001): Dynamics of carbon dioxide in soil profiles based on long-term field observation. *Hydrological Processes*, **15**, 1829-1845.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K. and Finkel, R.C. (1997): The soil production function and landscape equilibrium. *Nature*, **388**, 358-361.
- Matsukura, Y., Hattanji, T., Oguchi, C. T. and Hirose, T. (2007): Ten year measurement of weight-loss of rock tablets due to weathering in a forested hillslope of a humid temperate region. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, **51** (Supplementary Issue 1), 27-40.
- Matsukura, Y. and Hirose, T. (1999): Five-year measurement of weight loss of rock tablets due to weathering on a forested hillslope of a humid temperate region. *Engineering Geology*, **55**, 69-76.
- Matsuoka, N. (1990): The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms*, **15**, 73-90.
- Wakatsuki, T. and Matsukura, Y. (2008): Lithological effects in soil formation and soil slips on weathering-limited slopes underlain by granitic bedrocks in Japan. *Catena*, **72**, 153-168.
- (2010 年 7 月 27 日受付, 2010 年 10 月 20 日受理)